

# Bruk av værradardata for beregning av gjentaksintervallkart for ekstreme nedbørshendelser

*Av Yisak Sultan Abdella og Kolbjørn Engeland*

*Yisak Sultan Abdella og Kolbjørn Engeland er begge forskere ved SINTEF Energi AS.*

## Summary

**The use of rainfall data from weather radar to provide the best possible map of extreme rainfall.** Extreme rainfall events that cause damage in a city are due to convective rain with high precipitation intensities that vary widely in space and time. Commonly interpolation of data from a network of rain gauges is used to calculate how return levels are distributed over a city. However, the observation network will often be too sparse to be able to capture the large spatial variations in rainfall. This article demonstrates how rainfall data from weather radar can be combined with point measurements to provide the best possible map of extreme rainfall by analyzing two events from Trondheim in 2007. The results show among others that precipitation gauges easily miss the most extreme parts of a rainfall event, and that they fail to capture the spatial distribution of extreme precipitation. Radar data is therefore a necessary additional information for creating maps of return levels.

## Sammendrag

Ekstreme nedbørsepisoder som gir store skader i en by, skyldes konvekktive regnbyger med høye nedbørintensiteter som varierer mye i rom og tid. Vanligvis brukes interpolering av data fra et nett av nedbørstasjoner for å beregne hvordan gjentaksintervall fordeler seg over en by. Men obser-

vasjonsnettet vil ofte være for glissent til å kunne fange opp de store romlige variasjonene i nedbørmengder. I denne artikkelen demonstreres hvordan nedbørdata fra værradar kan kombineres med punktmålinger fra tradisjonelle nedbørstasjoner for å gi et best mulig kart over ekstreme nedbørmengder, ved å analysere to hendelser fra Trondheim i 2007. Resultatene viser bl.a. at nedbørmålerne lett kan overse de mest ekstreme delene av en nedbørshendelse og heller ikke klarer å fange opp den romlige utbredelsen av ekstrem nedbør. Radardata er derfor en nødvendig tilleggsinformasjon for å kunne lage realistiske kart over gjentaksintervall.

## Innledning

Avrenningen fra urbane områder reagerer raskt på nedbør pga. sin høye andel tette flater. Derfor vil det oftest være høye nedbørintensiteter med korte varigheter (mindre enn 60 minutt) som gir store skader. Slike ekstreme nedbørshendelser skyldes konvekktive regnbyger med høye intensiteter som varierer mye i rom og tid. Drenerings-systemet i en by skal være dimensjonert for å kunne ta imot en 10-20-årsflom flom. Blir det oversvømmelser av nedbør med lavere gjentaksintervall enn 10-20 år, har kommunen erstatningsansvar. Større nedbørshendelser enn dette defineres som naturkatastrofer og erstattes over

statens naturskadefond. Siden konvekktive byger er karakterisert av store variasjoner i nedbørintensitet, vil gjentakintervall for ekstremnedbør vise store variasjoner over korte avstander. Det er derfor viktig å kunne bruke data med høy romlig oppløsning når ekstreme nedbørshendelser skal analyseres.

Vanligvis brukes interpolering av data fra et nett av nedbørmålere for å beregne hvordan gjentakintervall fordeler seg over byen. Men observasjonsnettet vil ofte være for glissent til å kunne fange opp de store romlige variasjonene i konvektiv nedbør. Usikkerheten i interpolering av nedbørintensiteter kan derfor være betydelig. For å redusere interpoleringsusikkerheten, kan data fra nedbørradarer derfor gi viktig tilleggsinformasjon og bedre estimat av ekstremnedbørens romlige variasjon (Einfalt og Jessen, 2002, Pedersen m.fl., 2006).

Norge har et nasjonalt nett med C-bånd dopplerradarer som driftes av meteorologisk institutt. Radarene observerer reflektivitet (Z) i en høyde over bakken som avhenger av avstand fra radaren. Denne reflektiviteten må transformeres til bakkenedbør (R). Transformasjonen fra Z til R er ikke unik, men kan forbedres ved å justere radarnedbør basert på bakkemålinger. En annen utfordring med radardata er observasjonsfrekvensen. Radaren gir momentانبilder hvert 15. minutt, og har i utgangspunktet en alt for grov tidsoppløsning for typiske tidsskalaer som er viktig for urbane flommer (1-60 minutt). Beregner man akkumulert nedbør for korte tidsintervall basert på antakelsen om at nedbøren står stille i rommet og ikke endrer intensitet mellom to påfølgende bilder, kan man få store feil i beregningene (Fabry m.fl., 1994; Hannesen og Gysi, 2002; Piccolo og Chirico, 2005). Denne feilen blir ekstra stor hvis det er en byge som forflytter seg eller utvikler seg raskt. Det er utviklet akkumuleringsalgoritmer som overkommer dette problemet (Fabry m.fl., 1995; Liu og Krajewski, 1996; Hannesen og Gysi, 2002).

Målet med denne artikkelen er å vise at ved å ta i bruk informasjon fra nedbørradaren om hvordan en konvektiv regnbyge passerer over en by, kan man få bedre estimat av den romlige for-

delingen av ekstremnedbør. Dette gjorde vi ved å utvikle et verktøy som beregner kart over gjentakintervall ved å kombinere radardata og bakkemålinger av nedbør. Vi demonstrerer potensialet til verktøyet ved å bruke det på to ekstreme nedbørshendelser som passerte over Trondheim 29. juli og 13. august 2007. Oversvømmelser som følge av disse hendelsene forårsaket store skader (Risholt, 2009; Thorolfsson m.fl., 2008).

Artikkelen vil fortsette med en oversikt over studieområde og tilgjengelige data. En metode for å beregne gjentakintervall basert på å kombinere radardata og bakkemålinger blir beskrevet i neste del av artikkelen. Resultater fra anvendelser på to hendelser i Trondheim er beskrevet. Resultatene diskuteres før den avsluttende oppsummeringen.

## Studieområde og data

Analysen ble utført for et område på 16x16 km i Trondheim, figur 1. Reflektivitetsdata fra Rissaradaren ble levert av Meteorologisk institutt. Rissa-radaren er lokalisert 616 m over havet i Rissa kommune sør på Fosen-halvøya. Dette er en C-bånd Doppler-radar der halvparten av signalstyrken er innenfor en horisontal vinkel på 1 grad. Radaren har en skannesekvens med 12 høydevinkler som blir repetert med en frekvens på 15 minutt. De originale radardataene er volumdata der radarreflektivitet er gitt i koniske polarkoordinater i form av «Plane Position Indicators» (PPIs). Azimutisk og radiell oppløsning for den laveste PPI er hhv 1 grad og 250 m.

Reflektivitetsdata har flere mulige feilkilder der de viktigste er feilkalibrering av radar, falske ekko (dvs. reflektivitet som ikke skyldes nedbør); avbøyning av radarstrålen pga. atmosfæriske forhold, blokkeringer pga. terreng og signaldemping. Avbøyning av radarstrålen manifesterer seg som regel som stillestående ekko. I denne studien ble det antatt at Rissa-radaren er kalibrert. Stillestående falske ekko i de laveste PPIs blir filtrert ut under datainnsamlingen ved hjelp av Dopplerfilter. For vårt studieområde er det ingen utfordringer med terrengblokkeringer. Siden denne studien fokuserer på høye ned-

børintensiteter må vi ta hensyn til signaldemping. Dette blir beskrevet under avsnittet ”Metode”. Usikkerhet i kvantitative nedbørestimat basert på radardata skyldes både usikkerhet i den målte reflektiviteten og usikkerhet knytta til å omgjøre observert reflektivitet i en viss høyde over bakken til nedbør på bakkenivå. I hovedavsnittet om metode beskriver vi de viktigste usikkerhetskildene i beregning av radarnedbør.

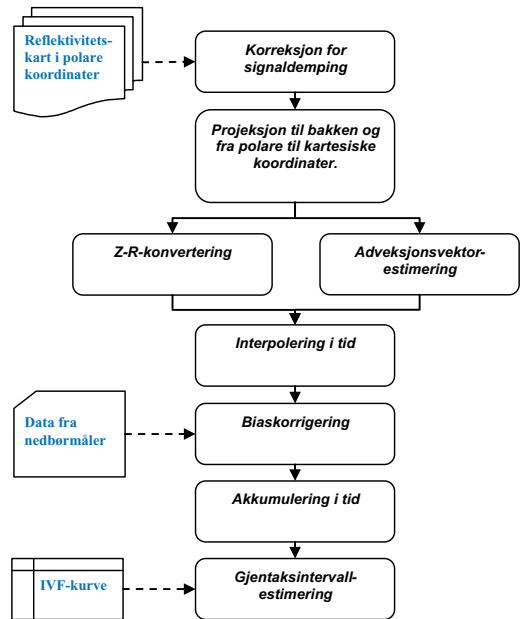
Bakkemålinger av nedbør var tilgjengelig fra seks vippe-pluviografer plassert i Trondheim, figur 1. Alle nedbørmålerne har en oppløsning på 0,1 mm og måler akkumulert nedbør hvert minutt. Data fra fire av stasjonene (Lade, Ranheim, Saupstad, Sverresborg) ble levert av Trondheim kommune, mens data fra Risvollan og Voll ble tilgjengeliggjort av Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE) og Meteorologisk institutt. Bakkemålinger av nedbør fra vippe-pluviografer har betydelig mindre usikkerhet på nedbørmengden når vi studerer høye intensiteter. Da er usikkerheten først og fremst knytta til oppfangingsvikt pga turbulens rundt måleren. I tillegg er det en viss usikkerhet knytta til selve tidsangivelsen på dataene, dvs. om alle datakildene er synkroniserte. Avvik på noen få minutt kan ha betydelige konsekvenser for en analyse.



Figur 1. Studieområde og plassering av nedbørmålere. Studieområdet har en størrelse på 16x16 km.

## Metode

Verktøyet for beregning av kart for ekstremnedbør baserer seg på kart over radarreflektivitet, data fra nedbørmålere, og intensitet-varighet-frekvenskurve (IVF-kurve). Alle etappene i verktøyet, fra innlesing og videreprosessering av inngangsdata til sluttprodukt, er illustrert i figur 2 og blir gjennomgått i følgende deler av artikkelen.



Figur 2. Prosesseringsskritt i det utvikla verktøyet. Blå font indikerer inngangsdata.

### Korreksjon for signaldemping

Radarsignalet dempes av nedbør, dvs. at nedbør i skyggen av intense regnbyger blir mindre synlig. Dette kan gi en signifikant feil for C-bånd-radarer, spesielt ved høye nedbørintensiteter (Delrieu m.fl., 1999, 2000; Uijlenhoet og Berne, 2008). Siden vi i denne studien skal se spesielt på ekstreme hendelser, er dempingen viktig. Beregningen av demping blir gjort for hver radarstråle og deretter for hver radius, (Delrieu m.fl., 1999; Hazenberg m.fl., 2011).

$$Z(r) = \frac{Z_m(r)}{\left[1 - \frac{2 \ln 10}{10d} \int_0^r \left(\frac{Z_m(s)}{c}\right)^{1/d} ds\right]^d} \quad (1)$$

$Z(r)$  og  $Z_m(r)$  er henholdsvis den sanne og den

målte reflektiviteten, og  $c$  og  $d$  er parametrene for sammenhengen mellom reflektivitet og spesifikk demping.

### Projeksjon til bakken og fra polare til kartesiske koordinater

Korrigert nedbør projiseres til bakkenivå ved å anta en standard atmosfærisk refraksjon av radarstrålen (Doviak og Zrnić, 1993). Det ble brukt en arealvektingsrutine, der hver piksel i det kartesiske gridet henter verdier fra en eller flere overlappende verdier fra polare piksler. Vektene til de polare pikslene bestemmes fra hvor stor andel av den kartesiske pikselen de dekker.

### Z-R-konvertering

Det kartesiske reflektivitetskartet ble konvertert til ekvivalente nedbørintensiteter ved å bruke en enkel ikke-lineær sammenheng.

$$Z = aR^b, \quad (2)$$

der parameterne  $a$  og  $b$  er funksjoner av dråpestørrelsesfordelingen og varierer med nedbørtype. Marshall-Palmer Z-R-sammenhengen med  $a = 200$  og  $b = 1.6$  (Marshall og Palmer, 1948) ble brukt.

### Adveksjon

Etter Z-R-konverteringen får vi kart som viser momentanverdier for nedbørintensitet hvert 15. minutt. Siden vi ønsket akkumulerte nedbørverdier over varigheter fra 1-60 minutt, utviklet vi en interpoleringsalgoritme for å beregne hva som skjer mellom observasjonene hvert 15. minutt, og for å få nedbørkart med ett minutts oppløsning. En slik interpoleringsalgoritme vil forbedre de akkumulerte nedbørsverdiene (Fabry m.fl., 1995; Liu og Krajewski, 1996; Hannesen og Gysi, 2002). Interpoleringsrutinen beregnet først adveksjonsvektoren som så ble brukt for å generere kart med ett minutts oppløsning.

Adveksjonsvektoren ble beregnet ved en krysskorrelasjonsteknikk (Li m.fl., 1995). Denne metoden bruker to påfølgende kart og tar ut et rektangulært vindu som adveksjonsvektoren så skal beregnes for. Dette rektangulære vinduet

forflyttes horisontalt i alle retninger innenfor en gitt radius, og blir sammenlignet med et tilsvarende rektangulært vindu som ligger fast på det påfølgende kartet. Sammenligningen baserer seg på å beregne korrelasjonen mellom vinduene. Til slutt blir plasseringen av vinduet i det første kartet som gir størst korrelasjon, valgt for å beregne adveksjonsvektoren. Søkeradiusen spesifiseres av bruker og reflekterer hva som er største mulige hastighet.

Når adveksjonen er spesifisert ved forflytning i  $x$ - og  $y$ -retningen ( $disp_x$  og  $disp_y$ ), blir interpolering av nedbørkartene utført ved å anta en lineær endring i intensitet (Fabry m.fl., 1995; Liu og Krajewski, 1996). Hvis  $R(x, y, t_0)$  og  $R(x, y, t_1)$  er to påfølgende nedbørintensitetskart ved tid  $t_0$  og  $t_1$ , separert med tidsintervall  $\Delta t = t_1 - t_0$ , kan intensiteten i hver piksel  $i$  i kartet  $(x, y, t)$  ved tid  $t$ , der  $t_0 \leq t \leq t_1$ , bli tilnærmet ved:

$$R(x_i, y_i, t) \approx w_0 R(x_i - w_0 disp_x, y_i - w_0 disp_y, t_0) + w_1 R(x_i + w_1 disp_x, y_i + w_1 disp_y, t_1), \quad (3)$$

der de to vektene  $w_0$  og  $w_1$  blir definert som

$$w_0 = \frac{t - t_0}{\Delta t} \quad (4)$$

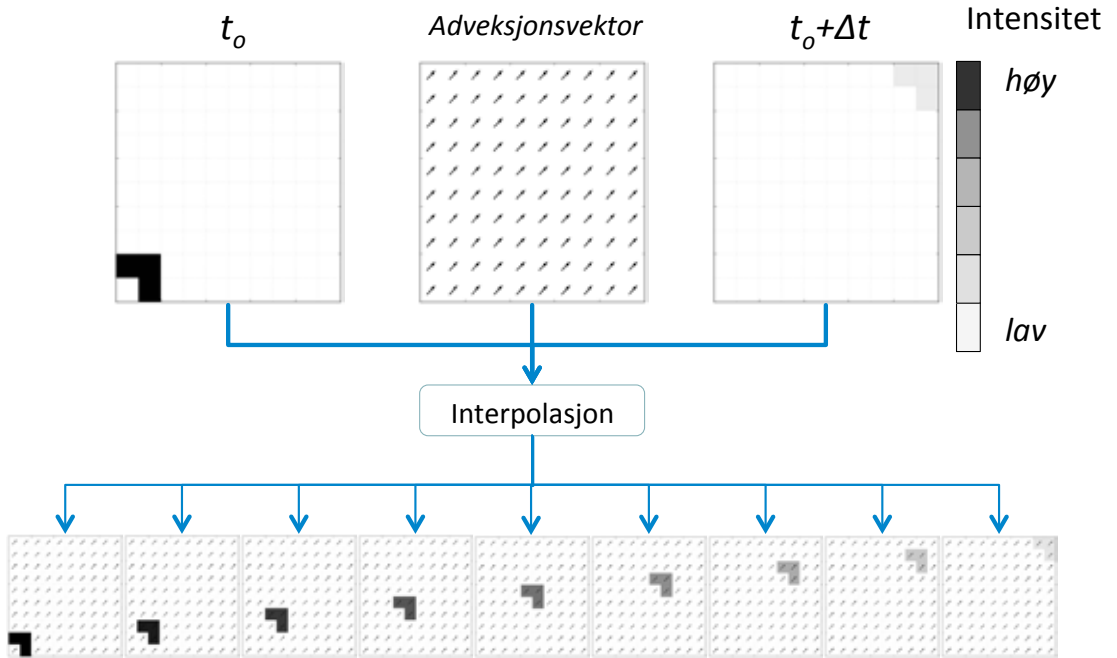
$$w_1 = \frac{t_1 - t}{\Delta t} \quad (5)$$

Denne prosedyren er illustrert i figur 3.

### Biaskorrigering basert på bakkemålinger

Nedbør estimert fra radarmålinger inneholder flere feil, for en nyere oversikt, se Villarini og Krajewski (2010). Feilkildene som er mest relevant for denne studien, er knyttet til usikkerheten i Z-R-sammenhengen og til korreksjon av signaldemping. Ikke-uniform vertikal profil av reflektivitet (VPR) er også en viktig feilkilde i dette området, spesielt for stratiform nedbør i lengre avstander fra radaren (Abdella og Alfredsen, 2010). I denne studien fokuserer vi på konvekktive sommerbyger der nedbørskyene når opp i store høyder. For denne typen nedbør er den vertikale variasjonen i reflektivitet relativt liten, og VPR-korreksjonen er derfor ikke viktig.

For å kompensere for feil i Z-R-sammenheng, kan man kombinere radardata med bakkemålinger av nedbør (Abdella og Alfredsen, 2010;



Figur 3. Tidsinterpolering ved bruk av en global adveksjonsvektor og ved å anta lineære endringer i intensitet.

Steiner m.fl., 1999). I dette verktøyet ble midlere feil (MF) brukt (Steiner m.fl., 1999). Ved å bruke  $n$  nedbørmålere blir MF beregnet for hvert tids-skritt av det interpolerte kartet som

$$MF = \frac{\sum_{i=1}^n G_i}{\sum_{i=1}^n R_i} \quad (6)$$

der  $G_i$  og  $R_i$  er akkumulert nedbør fra henholdsvis nedbørmåler og radarobservasjoner for nedbørmåler  $i$ . Radarnedbør som korresponderer til hver nedbørmåler ble beregnet som (i) en piksel plassert over måleren og (ii) ni piksler plassert over måleren. MF-korrigeringen blir gjort for akkumulerte verdier for å unngå støy som kan oppstå for kortere tidsoppløsninger. Tidsvinduet for akkumuleringen ble sentrert over tidspunktet som MF skal brukes for, og lengden på dette tidsvinduet bestemmes av bruker. Korreksjonen av radarnedbøren produserer en ny korreksjonsfaktor for hvert tidsskritt, og den samme korreksjonsfaktoren brukes for alle pikslene.

### Estimering av gjentakintervall

Det siste skrittet er å estimere gjentakintervall for hver piksel. Her brukes observerte og interpolerte kart med ett minuttets oppløsning og IVF-kurve. Gjentakintervallet kan beregnes for en varighet som spesifiseres fra bruker. Varigheten som gir størst gjentakintervall for en majoritet av pikslene blir identifisert, og gjentakintervallet for denne varigheten beregnes basert på IVF-kurven. Kart over maksimal intensitet for en valgt varighet kan også lages. Det er viktig å merke seg at det største gjentakintervallet i hver piksel ikke nødvendigvis er gitt av samme varighet. På samme måte vil det ved én gitt varighet ikke være det samme tidsvinduet som gir størst gjentakintervall i alle pikslene. Varigheten som gir størst gjentakintervall i piksel  $a$ , kan f.eks. være 5 min i tidsvinduet 15:00 – 15:05. For en annen piksel  $b$  i det samme området, kan varigheten med lengst gjentakintervall fortsatt være 5 min innenfor et annet tidsvindu, eller varigheten kan være for et lengre tidsvindu.

## Eksempler

Vi skal nå demonstrere verktøyet anvendt på to ekstreme nedbørepisoder 29. juli og 13. august 2007 i Trondheim. Vi brukte rutine beskrevet i seksjon 3 på følgende måte:

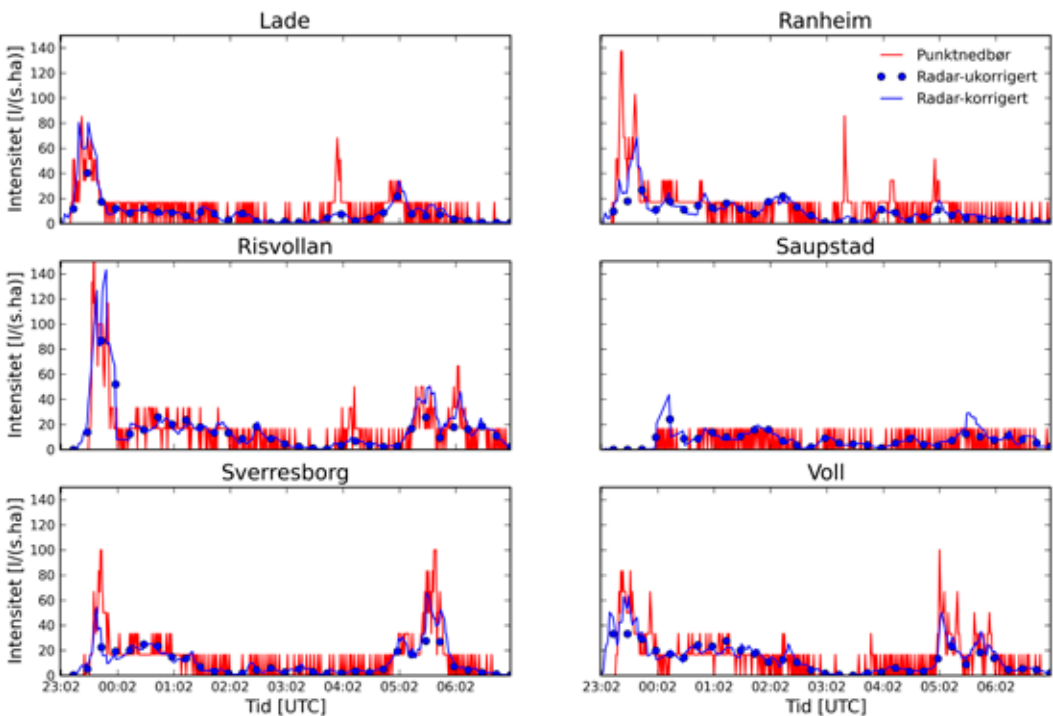
- Korrigering av reflektivitet for signaldemping, brukte parameterne  $c = 7.34 \times 10^5$  og  $d = 1.344$  i ligning 1
- De kartesiske kartene hadde en oppløsning 500x500 m (UTM32) på bakkenivå
- Det kartesiske reflektivitetskartet ble konvertert til kart over nedbørintensitet ved å bruke parameterne  $a = 200$  og  $b = 1.6$  i Z-R-sammenheng (ligning 2)
- Adveksjon (retning og absolutt hastighet) ble beregnet ved å maksimere korrelasjonen mellom to påfølgende kartesiske reflektivitetskart i logaritmisk skala, dvs.  $10 \cdot \log(Z)$
- Tidsserier med midlere feil (MF) ble beregnet for hvert interpolerte kart ved å bruke

akkumulert nedbør fra alle de seks nedbørmålerne i Trondheim over et tidsvindu på 11 minutt sentrert over tidspunktet man skal korrigere for

- IVF-kurva fra Voll gård ble brukt for å lage kart for gjentakintervall.

### Første hendelse: 29. juli 2007

Denne hendelsen dekker en periode på åtte timer fra 23:00 til 07:00. Tidsutviklingen for nedbørintensiteten målt ved nedbørstasjonene er vist i figur 4. Vi ser at radaren underestimerte intensiteten for nesten hele perioden når vi sammenligner pikselverdier med tilhørende data fra nedbørstasjoner. MF-korrekasjonen tok bort en signifikant del av underestimeringen. Tidsutviklingen for nedbør fra nedbørstasjonene blir i stor grad reproduert av de korrigerte nedbørsestimatene basert på radarobservasjoner. Dette samsvaret i tidsutvikling viser viktigheten av den



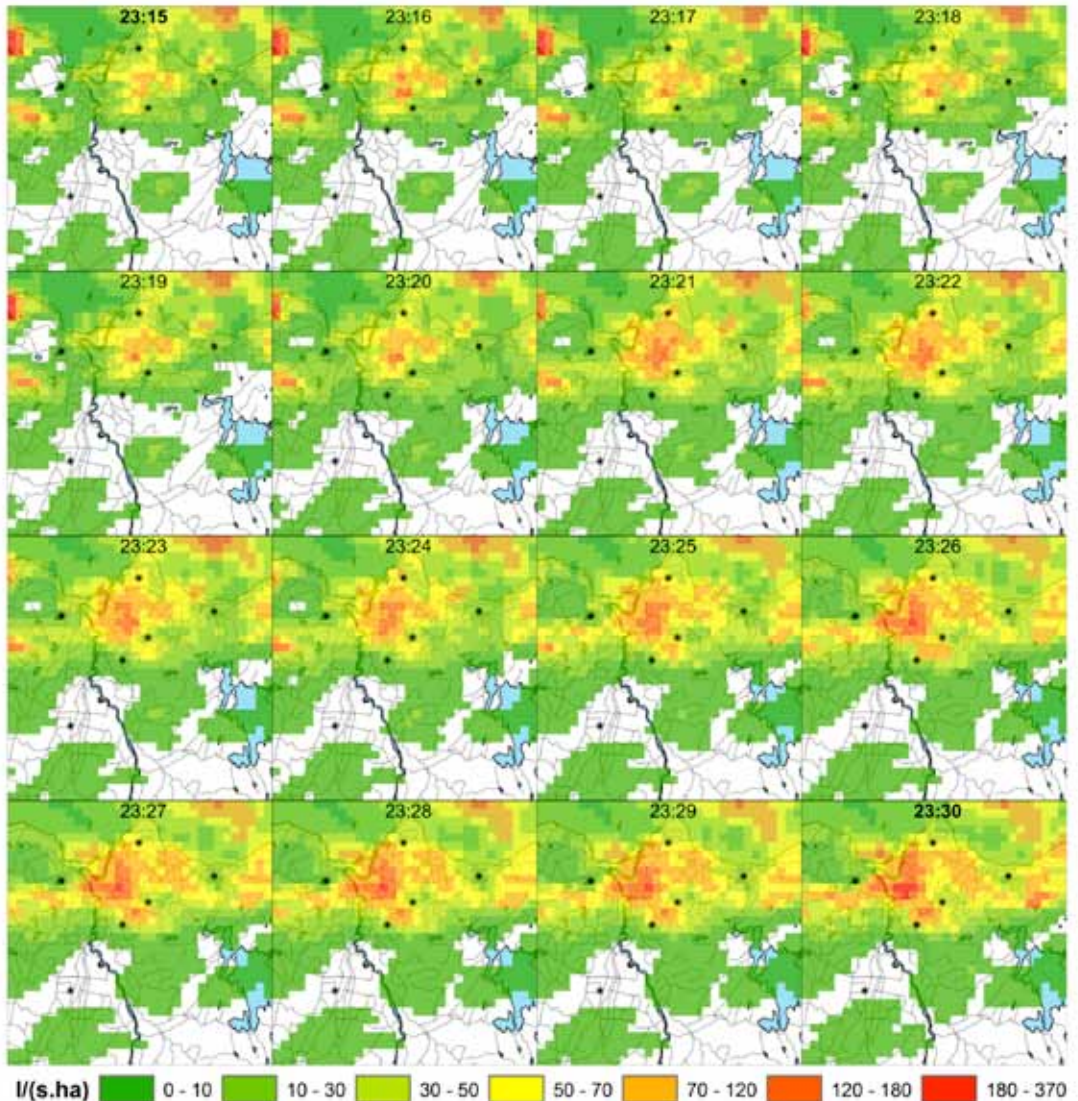
Figur 4. Sammenligninger av nedbørintensiteter fra de seks nedbørmålerne og de tilhørende radarpikslene for hendelsen 29. juli 2007. De røde linjene viser målt intensitet ved målerne hvert minutt. De blå prikkene viser pikselverdier fra radarkartene etter Z-R-konvertering (verdier hvert 15. minutt) ved bruk av parameterne  $a = 200$  og  $b = 1.6$ . De blå linjene er pikselverdier basert på adveksjonsbasert interpolering av MF-korrigering.

adveksjonsbaserte interpoleringen. Som et eksempel er nedbørintensitetskart med tidsintervall 1 min interpolert mellom de to kartene målt kl. 23:15 og 23:30 vist i figur 5.

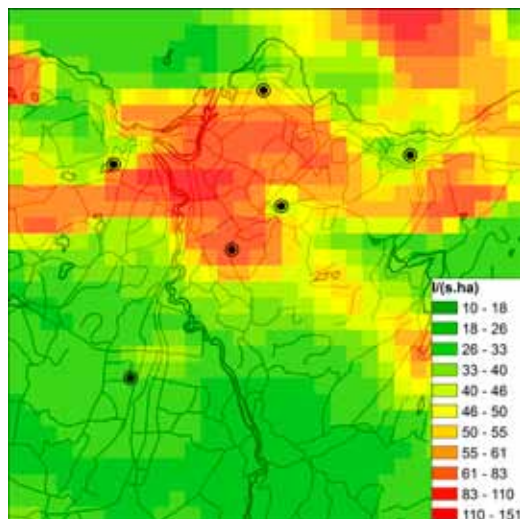
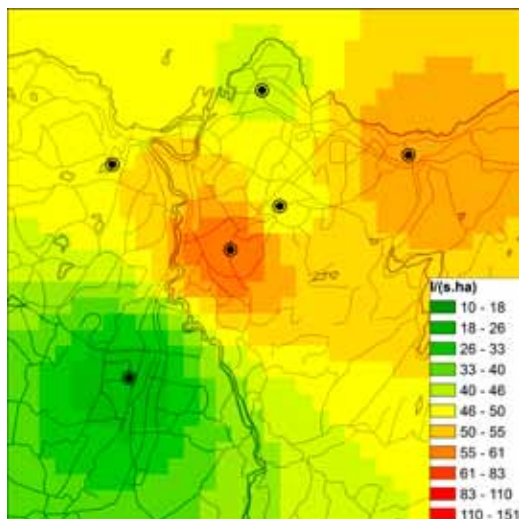
For å beregne maksimum intensitet og gjentakintervall, ble følgende varigheter brukt: 5, 10, 15, 20, 30, 45, 60, 120, 240, 360 og 420 min. Varighetene som førte til lengste gjentakintervall var 30 og 360 minutt. Siden urbane nedbørfelt har kort responstid, valgte vi å fokusere på

30 minutters varighet som er mest relevant for urbane oversvømmelser. I tillegg ser vi at det høye gjentakintervallet for 360 minutters varighet, skyldes to høyintensive hendelser separert med 360 minutt. Disse to episodene vises tydelig i figur 4. Det er derfor rimelig å la 30 minutter være den kritiske varigheten.

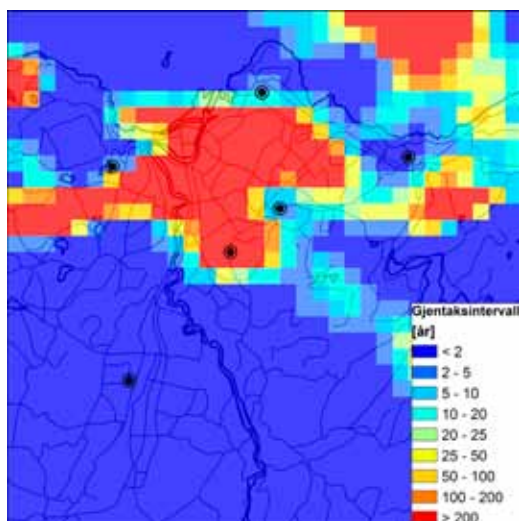
Kart med maksimal nedbørintensitet og tilhørende gjentakintervall for 30 minutters varighet er vist i hhv figur 6 og figur 7. Identifiseringen



Figur 5. Kart av nedbørintensitet interpolert mellom 23:15 og 23:30 for hendelsen 29. august 2007. Kartene kl. 23:15 og 23:30 ble generert fra målte verdier, mens resten av kartene ble generert basert på interpolering. De svarte punktene viser plassering for de seks nedbørmålerne i Trondheim.



Figur 6. Maksimal nedbørintensitet for 30 minutters varighet for hendelsen 29. juli 2007 beregnet med invers avstand interpolering av bakkemålinger (venstre figur), og kombinasjon av radar og bakkemålinger (høyre figur).



Figur 7. Gjentakintervall basert på maksimal nedbørintensitet for 30 minutters varighet for hendelsen 29. juli 2007.

av maksimal intensitet krever at akkumulerte verdier beregnes for ulike 30-minutters tidsvinduer. For sammenligning vises i figur 6 også interpolerte verdier for maksimal nedbørintensitet basert på observasjoner ved de 6 nedbørstasjonene. Vi ser tydelige forskjeller i beregningene av den romlige fordelingen av nedbørsmengder.

#### Andre hendelse: 13. august 2007

Denne hendelsen hadde kort varighet, og dataene fra 17:00 til 18:30 dekker den godt. Tidsserier for nedbør observert i nedbørmålere er vist i figur 8. Radaren underestimerte nedbørintensiteten for alle stasjoner unntatt Ranheim. Etter MF-korrigering er underestimeringen liten ved alle stasjonene unntatt Ranheim. Dette viser svakheten ved MF-metoden når feilen i radardata varierer i rommet.

Tidsutviklingen for nedbør målt ved stasjonene blir stort sett reproduert av radardataene. Samsvaret i tidsutviklingen viser at interpoleringen av radardataene der adveksjon tas inn er nødvendig. Som et eksempel vises nedbørintensitetskart med tidsoppløsning 1 min mellom 17:15 og 17:30 i figur 9.

Maksimal intensitet ble beregnet for varigheter på 1, 5, 15 og 20 minutt. Beregningene viste at for mesteparten av pikslene er det nedbør med 5 minutters varighet som gir det lengste gjentakintervallet for denne hendelsen, og resten av analysene er gjort for den varigheten.

Kart med maksimal nedbørintensitet og gjentakintervall for 5 minutters varighet er vist i figur 10 og 11. For å beregne maksimal intensitet, må det først beregnes akkumulerte verdier som



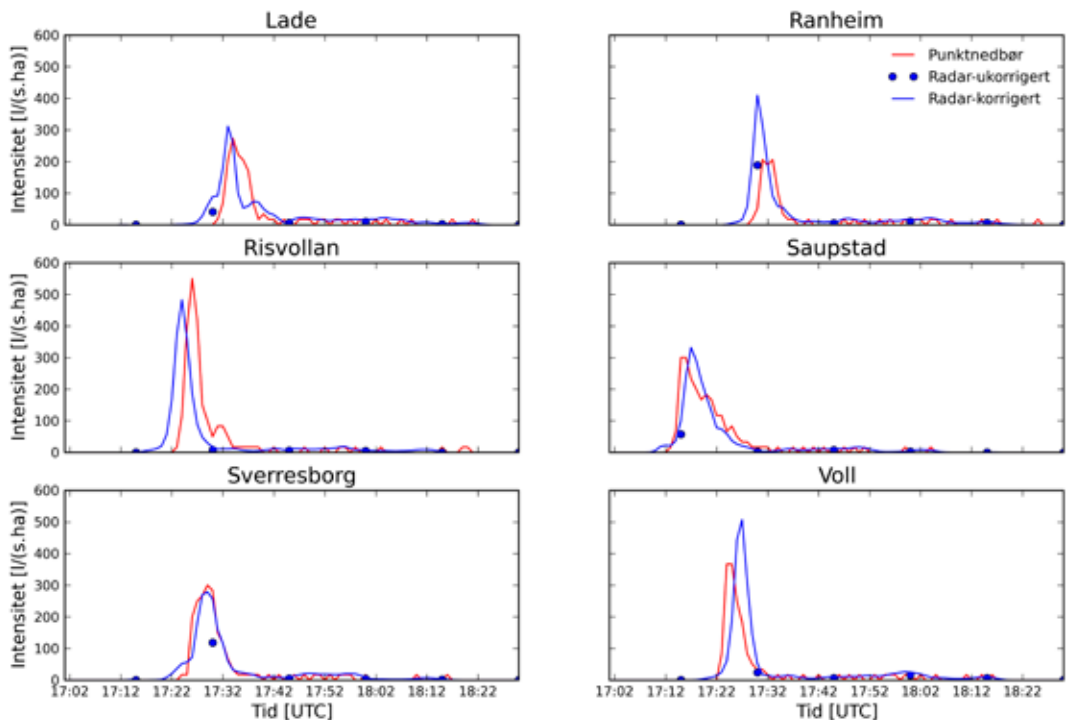
dekker ulike tidsvinduer for ulike varigheter. For sammenligning vises i figur 10 også interpolerte verdier for maksimal nedbørsintensitet basert på observasjoner ved de 6 nedbørstasjonene. Vi ser tydelige forskjeller i beregningene av den romlige fordelingen av nedbørmengder.

### Diskusjon

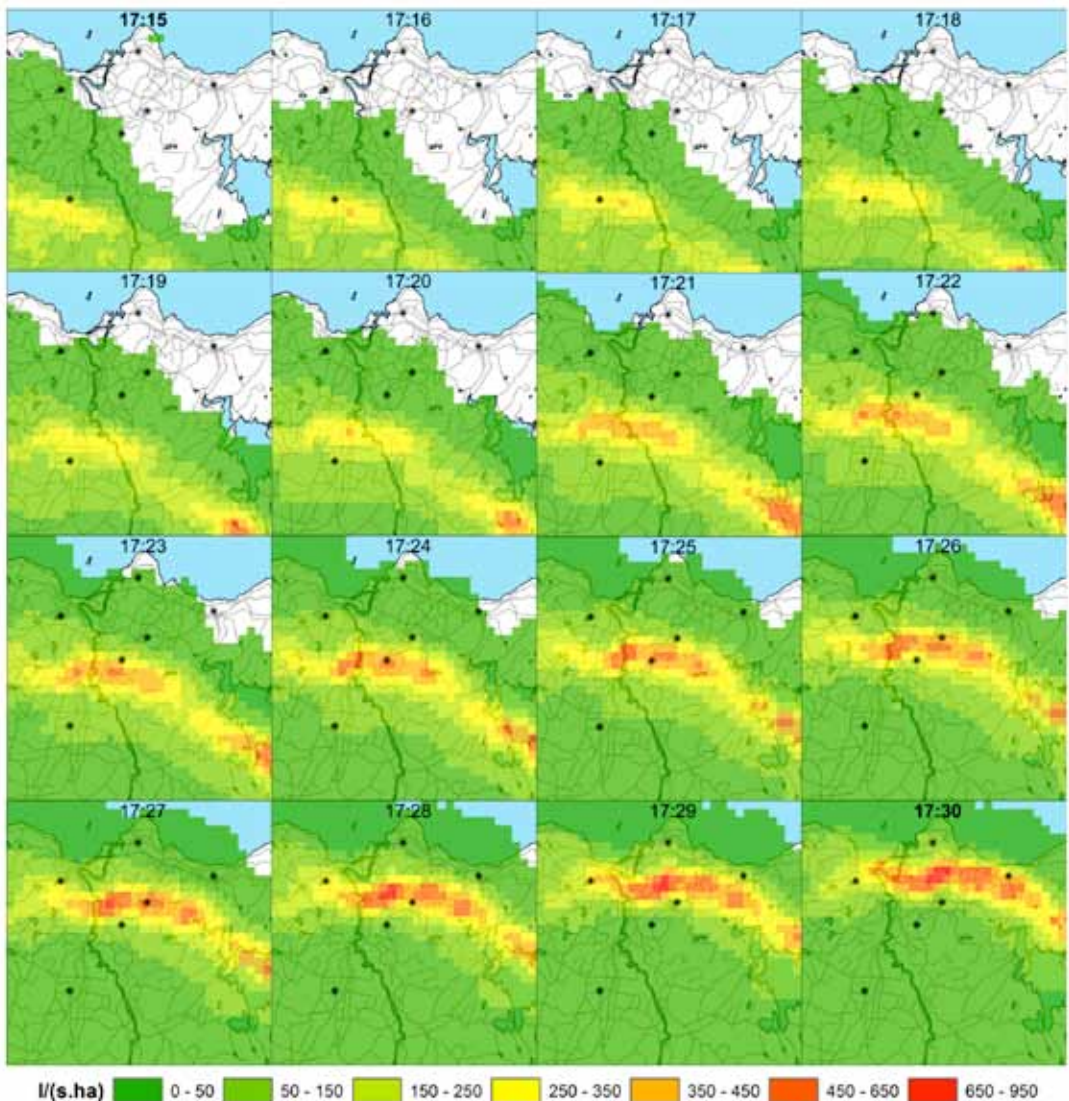
Kart med estimat av nedbørintensiteter for ekstreme nedbørshendelser har flere kilder for usikkerhet. Baserer man seg kun på punktmålinger er interpoleringsusikkerheten betydelig, siden intense nedbørshendelser har kort korrelasjonslengde. I tillegg kan utbredelsen ha betydelig anisotropi som varierer fra hendelse til hendelse avhengig av (i) adveksjonsvektor, (ii) tidsvariasjon i nedbørintensitet, og (iii) utbredelsen til de konvektive nedbørcellene. Kart over nedbørintensitet basert på både punktmålinger og radar-

data, figur 6 og 10, demonstrerer hvor unike slike hendelser kan være. Et relativt glissent nett med nedbørsstasjoner evner ikke å avdekke en romlig struktur som vist i figur 10.

Fra radaren ser vi at de to studerte nedbør-episodene er veldig forskjellige i romlig utbredelse. Hendelsen 29. juli kommer fra konvektive byger som ligger nesten i ro, men der intensiteten endrer seg mye i tid. Derfor vil utbredelsen, varigheten og intensiteten til de konvektive bygene kontrollere hvordan de ekstreme nedbørmengdene fordeler seg på bakken, og i figur 6 ser vi et isotropt mønster. For hendelsen 13. august er i tillegg til utbredelse, varighet og intensitet, også adveksjonen til den konvektive bygen viktig. Adveksjonen som går i nordøstlig retning fører til et anisotropt mønster fra sørvest til nordøst for akkumulerte nedbørmengder, figur 10. Disse to eksemplene demonstrerer at hver



Figur 8. Sammenligninger av nedbørintensiteter fra de seks nedbørstasjonene og de tilhørende radarpikslene for hendelsen 13. august 2007. De røde linjene viser målte intensiteter fra stasjonene hvert minutt. De blå prikkene viser pikselverdier fra radarkartene etter Z-R-konvertering (verdier hvert 15. minutt) ved bruk av parameterne  $a = 200$  og  $b = 1.6$ . De blå linjene er pikselverdier basert på adveksjonsbasert interpolasjon og MF korrigerings.

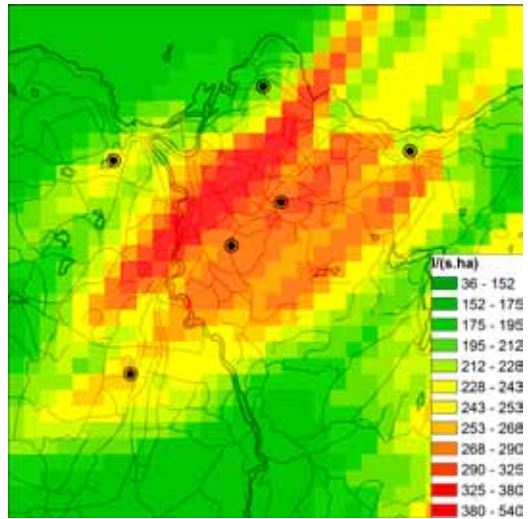
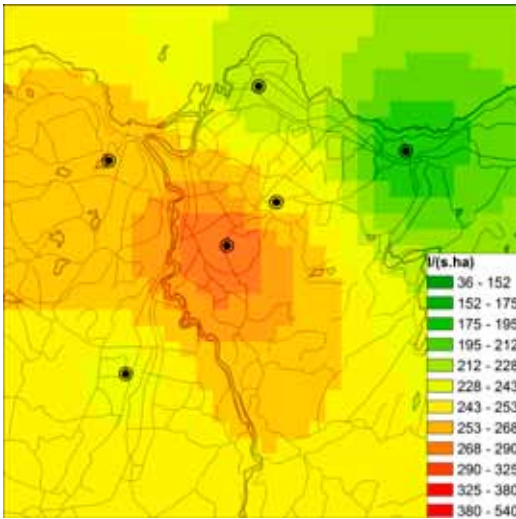


Figur 9. Kart av nedbørintensitet interpolert mellom 17:15 og 17:30 for hendelsen 13. august 2007. Kartene kl. 17:15 og 17:30 ble generert fra målte verdier mens resten av kartene ble generert ved interpolering. De svarte punktene viser plassering av de seks nedbørmålerne i Trondheim.

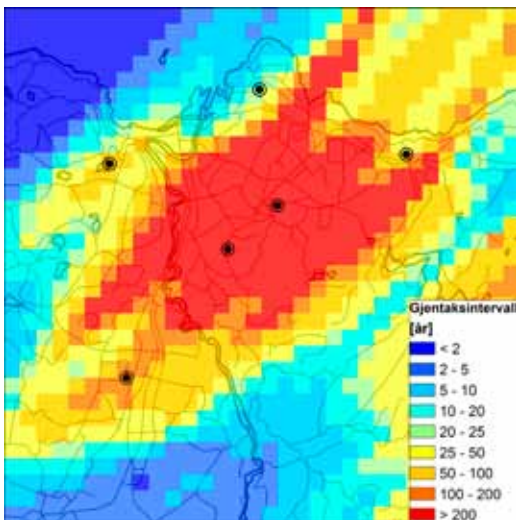
nedbørhendelse er unik, og at radardata bidrar til å gi et mer komplett bilde av utbredelsen av ekstreme nedbørhendelser.

Nedbørestimat basert på radardata har også viktige kilder for usikkerhet, blant annet:

- Parameterne for signaldemping ble tatt i fra Hazenberg m.fl. 2011 og trenger ikke være representative for den typen hendelse som ble analysert i denne artikkelen. Et alternativ er å bruke parametre beregnet fra målinger av dråpestørrelsesfordeling for lignende hendelser i den samme regionen for å redusere usikkerhet og feil knytta til signaldemping.
- For å kompensere for feil knytta til Z-R-sammenhengen, ble MF-korreksjon tatt i bruk. En slik korreksjon tar ikke hensyn til den romlige variasjonen i disse parametrene. Men det er dokumentert at Z-R-sammenhenger kan variere fra storm til storm og innenfor den samme stormen (Uijlenhoet m.fl. 2003;



Figur 10. Største nedbørintensitet for 5 min varighet for hendelsen 13. august 2007 beregnet fra invers avstand-interpolering av bakkemålinger (venstre figur) og kombinasjon av radar og bakkemålinger (høyre figur).



Figur 11. Gjentakintervall som korresponderer til den maksimale intensiteten for 5 minutters varighet for hendelsen 13. august 2007.

Ulbrich og Lee 1999). En metode som tar hensyn til denne variasjonen og som kan gjøre korreksjonen stedsavhengig kan øke den kvantitative nøyaktigheten.

- Adveksjonsestimatene ble gjort basert på logaritmisk refleksivitet. ( $10 \cdot \log Z$ ). Hvis beregningen blir basert på nedbørintensitet eller Z-verdier direkte, vil områder med

kraftig nedbør bestemme resultatet. Det betyr det at adveksjonsestimatet blir basert kun på noen få piksler. Bruk av logaritmisk skala gjør at flere piksler bidrar i estimatet. Det bør undersøkes hvilken tilnærming som bør brukes for ekstreme konvektive nedbørhendelser.

- Tidsinterpoleringen av nedbørintensitet basert på radardata antar en lineær forandring i intensiteter. Gyldigheten til denne antakelsen bør bli undersøkt, og man bør se om andre tidsvariasjoner vil gi bedre resultat.
- MF-korrigeringen er veldig avhengig av både adveksjonsberegningene og tidsinterpoleringen av nedbørintensitet. Hadde f.eks. pikslene med maksimal nedbørintensitet i figur 10 passert over nedbørmålere et par ruter lenger øst, ville dette påvirke MF-korreksjonen for hele radarbildet.

En mulig videreutvikling av metodene som presenteres i denne artikkelen, er å gjennomføre beregninger av usikkerhet i estimatene enten i form av en formell statistisk analyse eller en sensitivitetsanalyse. Dette vil være nyttig for å si noe om robustheten i beregningene. Resultatene presentert i denne artikkelen indikerer at nedbørestimat basert på kombinasjonen av radardata og punktmålinger er betydelig mindre usikker enn

ren interpolering av punktmålinger. Grunnen er at tettheten av punktmålingene er for lav til å fange opp mange av nedbørens rom-tid mønstre som radaren ser.

For å verifisere og sammenligne nedbørestimatene bør man sammenligne nedbørestimat med uavhengige data. Det kan gjøres ved kryssvalidering der man suksessivt utelater én og én nedbørstasjon som man så estimerer nedbøren for. For å få en god verifikasjon kreves det ett nett med nedbørmålere, og de 6 målerne i Trondheim er ikke mange nok. Derfor bør man i ta i bruk tilleggsinformasjon som kan indikere den romlige utbredelsen til nedbørsepisodene, for eksempel hydrologiske data og/eller skadereporter.

Metoden som er utviklet kan brukes over de fleste store byer i Norge. Kvaliteten på nedbørestimat fra radaren er veldig avhengig av avstanden fra radaren, og av om deler eller hele områder ligger i en radarskygge. Det må derfor gjøres stedsspesifikke vurderinger av hvor egnet radar-data er for beregning av bakkenedbøren. For de fleste anvendelser knyttet til ekstreme nedbørshendelser, vil en avstand på under 100 km fra nærmeste radar være akseptabelt.

## Oppsummering og konklusjoner

Det har blitt utviklet et verktøy for automatisk estimering av gjentaksintervallkart for ekstreme nedbørshendelser ved å kombinere radar- og bakkemålinger av nedbør. Verktøyet inneholder følgende element:

- Korrigerer for demping
- Projisering fra polare til kartesiske koordinater
- Z-R-konvertering
- Interpolering i tid ved bruk av adveksjon
- Justering basert på data fra nedbørmålere
- Tidsakkumulering
- Beregning av gjentaksintervall.

Verktøyet ble brukt for to ekstreme nedbørepisoder i Trondheim 29. juli og 13. august 2007. Vi kan trekke følgende konklusjoner basert på denne anvendelsen:

- Etter en justering basert på bakkemålinger av nedbør, kan radardata fra Rissa brukes for å

lage kart over kvantitative estimat av akkumulert nedbør i Trondheim.

- Adveksjonsbasert interpolering av radarnedbør gjør at vi klarer å etterligne den romlige variasjonen i nedbørintensitet.
- Akkumulerte nedbørskart generert fra radarmålinger er betydelig forskjellige fra nedbørskart basert på interpolering av bakkemålinger av nedbør. Grunnen er at bakkemålingene har mye mindre informasjon om den romlige fordelingen av nedbøren, pga avhengighet av plassering av og tettheten til bakkemålingene. Nettverket med seks nedbørstasjoner i Trondheim vil ikke nødvendigvis fange opp områdene med høyest nedbørintensiteter når en konvektiv byge passerer over byen.
- Usikkerheten i interpolering av punktmålinger av ekstreme nedbørintensiteter er betydelig større enn usikkerheten i intensitetsestimater basert på å kombinere radardata og punktmålinger.
- Den romlige fordelingen av akkumulerte nedbørverdier er kontrollert av utbredelse, varighet, intensitet og adveksjon for de konvektive regnbygene. Også rene interpoleringsmetoder kan bli betydelig bedre ved å ta i bruk slik informasjon.
- Det må gjøres stedsspesifikke vurderinger av om radardata kan brukes for å analysere ekstreme nedbørshendelser.
- Det utvikla verktøyet kan brukes for en automatisert beregning av gjentaksintervall basert på tilgjengelige data.

## Takk

Denne artikkelen er basert på resultatene fra et prosjekt finansiert av Kommunalteknikk, Trondheim kommune. Kontaktperson har vært sjefingeniør Olav Nilssen. Radardata brukt i analysene ble levert av Meteorologisk institutt.

## Referanser

Abdella, Y. og K. Alfredsen (2010), Long-term evaluation of gauge-adjusted precipitation estimates from a radar in Norway, *Hydrology Research*, 41, 171-192.

- Delrieu, G., L. Hucke, og J. D. Creutin (1999), Attenuation in rain for X and C-band weather radar systems: Sensitivity with respect to the drop size distribution, *J. Appl. Meteorol.*, 38, 57–68.
- Delrieu, G., H. Andrieu og J. D. Creutin (2000), Quantification of path-integrated attenuation for X- and C-Band weather radar systems operating in Mediterranean heavy rainfall, *J. Appl. Meteorol.*, 39, 840–850.
- Doviak, R. J., og D. S. Zrnić (1993), *Doppler Radar and Weather Observations*, 2nd ed, Academic Press.
- Einfalt, T. og Jessen, M. (2002) Assessment of storm return periods base don radar data, *Proceedings of ERAD (2002)*: 144-149.
- Fabry, F., A. Bellon, M. R. Duncan og G. L. Austin (1994), High resolution rainfall measurements by radar for very small basins: the sampling problem reexamined, *J. Hydrol.*, 161, 415-428.
- Hannesen, R., og H. Gysi (2002), An enhanced precipitation accumulation algorithm for radar data, in *Proceedings of the Second European Conference on radar Meteorology (ERAD)*, pp. 266-271, Delft, Netherlands.
- Hazenbergh, P., H. Leijnse og R. Uijlenhoet (2011), Radar rainfall estimation of stratiform winter precipitation in the Belgian Ardennes, *Water Resour. Res.*, 47, W02507, doi:10.1029/2010WR009068.
- Li, L., W. Schmid, og J. Joss (1995), Nowcasting of motion and growth of precipitation with radar over a complex orography, *J. Appl. Meteorol.*, 34, 1286–1300.
- Liu, C. og W.F. Krajewski (1996), A comparison of methods for calculation of radar-rainfall hourly accumulations, *Water Resources Bulletin*, 32(2), 305-315.
- Marshall, J. S., og W. M. K. Palmer (1948), The distribution of raindrops with size, *J. Meteorol.*, 5, 165–166.
- Pedersen, L., Jensen, N.E. og Madsen, H. (2006) Return period for radar rainfall – spatial validity of return periods, 7<sup>th</sup> International workshop on precipitation in urban areas, 7-10 December, 2006, St. Moritz, Sveits.
- Piccolo, F., og G. B. Chirico (2005), Sampling errors in rainfall measurements by weather radar, *Advances in Geosciences*, 2, 151-155.
- Risholt, L. P. (2009), Kjelleroversvømmelser i Trondheim sommeren 2007, Rapport nr 571451-1, Sweco.
- Steiner, M., J.A. Smith, S.J. Burges, C.V. Alonso, og R.W. Darden (1999), Effect of bias adjustment and rain gauge data quality control on radar rainfall estimation, *Water Resour. Res.*, 35(8), 2487-2503.
- Thorolfsson, S. T., L. P. Risholt, O. Nilsen, A. Ellingsson, V. Kristiansen, Ø. Hagen og E. Karlsen (2008), Extreme rainfalls and damages on August 13 2007 in the city of Trondheim, Norway, in *Northern Hydrology and its global role: XXV Nordic Hydrological Conference*, pp. 295-301, Nordic Hydrological Programme, Reykjavik, Iceland.
- Uijlenhoet, R., og A. Berne (2008), Stochastic simulation experiment to assess radar rainfall retrieval uncertainties associated with attenuation and its correction, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 12, 587–601, doi:10.5194/hess-12-587-2008.
- Uijlenhoet, R., M. Steiner og J.A. Smith (2003), Variability of raindrop size distributions in a squall line and implications for radar rainfall estimation, *J. Hydrometeorol.*, 4(1), 43–61.
- Ulbrich, C.W., og L.G. Lee (1999), Rainfall measurement error by WSR-88D radars due to variations in the Z-R law parameters and the radar constant, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 16, 1017 – 1024.
- Villarini, G., og W. F. Krajewski (2010), Review of the different sources of uncertainty in single polarization radar-based estimates of rainfall, *Surveys in Geophysics*, 31, 107-129.